

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ МАЙОРСКОГО МАССИВА

В.И. Тимкин, А.И. Гусев¹, Е.А. Дзагоева¹, М.А. Смородина¹

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

¹ Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

Майорский габбро-гранит-лейкогранитовый комплекс ($v, \gamma, pl\gamma, e\gamma, l\gamma, e\gamma D_2 m$) объединяет небольшие гипабиссальные массивы, развитые в пределах Чарышского блока Чарышско-Чуйской структурно-фациальной зоны (петротипический Майорский, Чесноковский массивы) и Коргонского наложенного прогиба (Коргонский, Еловский, Щепныхинский, Сергеевский массивы). Значительным распространением гранитоиды майорского комплекса пользуются и в других районах: верховья р. Ночной, по рекам Абай, Коксе, Банной и другим. Важность изучения массивов этого комплекса определяется несколькими факторами: 1) в его состав включены совершенно разнородные гранитоиды, образующиеся в различных геодинамических обстановках и петрологических режимах магмогенерации, что не содействует их объективной минерагенической оценке; 2) щелочные гранитоиды майорского комплекса знаменуют специфическую геодинамическую обстановку формирования и ассоциирующего с ним оруденения; 3) некоторые геологи предполагают, что майорские гранитоиды являются гипабиссальными комагматами соответствующим эффузивам коргонского комплекса. Следует отметить, что сопоставление различных массивов и объединение их в комплексы при создании Серийной легенды проводилось на петрохимической основе с использованием лишь силикатных анализов. С появлением высокоточных методов анализа вещественного состава магматических и рудных образований, и в первую очередь ICP-ms, открылись новые возможности для более объективной характеристики магматических комплексов и петротипических массивов. Нами получены новые данные, позволяющие уточнить некоторые традиционные петрологические представления на изучаемые гранитоиды, их геодинамическую принадлежность. Наиболее корректно это можно сделать на примере петротипического Майорского массива при наличии хорошего аналитического материала.

Для майорского комплекса Серийной легендой и схемой корреляции [9] выделяются четыре фазы внедрения: 1) роговообманковые габбро, габбро-нориты и габбродиориты (3%); 2) кварцевые диориты, гранодиориты амфибол-биотитовые; 3) биотит-амфиболовые граниты, субщелочные и рибекитовые граниты (20%); 4) субщелочные лейкограниты, лейкограниты и (условно) плагиолейкограниты (77%), иногда порфириовидные, микропегматитовые. Включение в состав майорского комплекса плагиогранитов «инского» типа, на наш взгляд, не обосновано.

В Майорском ареале закартированы кроме одноименного массива: Чалинский, Вагинский и другие. С.П. Шокальский [8] к майорскому комплексу относил также и Усть-Тулатинский массив.

Петротипический *Майорский* массив (150 км²) сложен двумя фазами внедрения: 1- биотит-амфиболовыми меланогранитами, рибекитовыми, эгирин-рибекитовыми гранитами; 2 - лейкогранитами, микропегматитовыми лейкогранитами. Массив представляет собой штокообразное дискордантное тело площадью около 150 км², прорывающее отложения силура. Контакты с вмещающими отложениями неровные, извилистые. Известняки и известковистые алевролиты ороговикованы в экзоконтактной полосе на ширину 300 - 350 м, отмечается развитие рудных (магнетит) гранат-везувиан-пироксеновых и эпидот-амфиболовых скарнов с флюоритом, халькопиритом. Преобладают обыч-

1. Представительные анализы некоторых минералов гранитоидов Майорского и Усть-Тулатинского массивов

Компоненты, мас. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	50,33	48,12	48,87	38,40	35,54	39,26	64,92	39,14	40,34
TiO ₂	1,49	1,45	1,28	3,68	3,51	3,27	0,04	3,48	0,99
Al ₂ O ₃	0,29	1,66	1,51	14,35	15,05	16,32	19,86	16,25	18,86
Fe ₂ O ₃	31,63	13,63	16,27	4,75	8,19	4,58	0,40	5,20	5,11
FeO	1,22	23,45	21,12	16,72	12,21	15,87	-	13,45	13,24
MgO	0,18	0,10	0,11	7,80	8,79	5,27	-	6,26	3,9
MnO	0,27	1,43	1,07	0,52	0,69	0,51	-	0,52	0,38
CaO	0,46	3,23	2,37	0,82	2,68	0,54	0,46	1,24	0,60
Na ₂ O	13,52	3,68	4,12	0,46	0,45	0,35	6,62	0,83	0,22
K ₂ O	0,12	2,09	2,21	7,69	8,89	8,11	7,27	8,13	8,37
H ₂ O+	-	1,16	0,90	3,70	2,34	3,21	0,25	3,66	4,00
F	0,12	0,06	0,33	0,85	0,86	1,96	0,19	1,05	2,91
Сумма	99,63	100,06	100,16	99,74	99,20	99,25	100,01	99,21	98,92

Примечания. Майорский массив: 1- эгирин; 2, 3 – амфиболы; 4, 5 – биотиты гранитоидов 1 фазы внедрения; 6- биотит лейкогранитов 2 фазы внедрения; 7- полевой шпат; Усть-Тулатинский массив: 8- биотит гранитов 1 фазы внедрения; 9- биотит лейкогранитов 2 фазы внедрения.

2. Представительные анализы пород Майорского и Усть-Тулатинского массивов

Оксиды, мас.%, элементы, г/т	1	2	3	4	5
SiO ₂	71,78	74,49	73,95	75,86	76,45
TiO ₂	0,33	0,22	0,24	0,18	0,09
Al ₂ O ₃	13,87	12,95	12,14	12,05	12,26
Fe ₂ O ₃	0,73	0,89	1,88	1,07	0,61
FeO	2,43	1,46	1,71	1,21	1,52
MnO	0,08	0,06	0,10	0,08	0,03
MgO	0,55	0,33	0,21	0,18	0,25
CaO	1,37	0,75	0,51	0,49	0,72
Na ₂ O	3,42	3,34	3,82	3,36	4,31
K ₂ O	4,31	4,79	4,29	4,72	3,52
P ₂ O ₅	0,24	0,08	0,05	0,17	0,04
Zr	280	269	540	350	284
Be	1,9	2,5	2,6	2,8	5,5
Y	37	33	88	29	84
Nb	24	28	34	24,5	97
Ga	17,4	17,6	12,9	16,4	28
Rb	90	130	175	190	244
Li	10,7	15,8	21,4	45,3	58,6
Ba	750	500	420	150	25,5
Sr	376	150	148	170	16,7
Ta	4,1	2,6	1,7	2,7	3,4
B	8,5	14	16,3	18,5	22,7
V	12,6	2,5	1,8	2,3	3,3
Cu	19,2	13,1	10,4	8,1	21,4
Mo	2,1	1,2	0,9	1,1	2,3
Sn	6,2	6,3	7,1	8,2	10,3
Zn	46,4	50	58,4	85,3	43,3
Pb	41,1	13,4	16,5	24,3	34,2
La	9,1	8,8	8,7	9,8	5,2
Ce	47,4	48,4	50,2	31,2	11,5
Pr	7,2	7,1	5,5	5,2	9,2
Nd	20,3	20,1	19,8	24,1	4,5
Sm	4,5	4,4	4,3	7,5	1,0
Eu	1,4	1,3	1,3	0,7	0,5
Gd	6,1	5,8	5,2	8,4	0,85
Tb	0,9	1,0	1,2	1,1	0,20
Dy	2,9	2,8	2,7	6,3	0,91
Ho	0,5	0,44	0,4	1,2	0,20
Er	1,5	1,4	1,8	3,2	0,71
Tm	0,20	0,19	0,5	0,6	0,15
Yb	1,6	1,5	1,3	2,4	1,5
Lu	0,3	0,29	0,3	0,5	0,17
Eu/Eu*	0,059	0,057	0,06	0,02	0,12
La/Yb _N	3,75	3,87	4,45	2,7	2,29
Nb/Ta	5,85	10,8	20,0	9,1	28,5

Примечание. Майорский массив: 1 - меланограниты 1 фазы, 2 - биотитовые граниты 1 фазы, 3 - рибекитовые граниты 1 фазы, 4 - лейкограниты 2 фазы; Усть-Тулатинский массив: 5 - лейкограниты 2 фазы. Нормализация некоторых РЗЭ проведена относительно концентраций в хондрите по [10]. $Eu^* = (Sm_N + Gd_N) / 2$. Анализы на РЗЭ выполнены методом ICP-ms в лаборатории ГЕОХИ СО РАН (г. Иркутск).

но катаклазированные неравномернозернистые миароловые граниты, дающие постепенные переходы к субщелочным, рибекитовым и эгирин-рибекитовым разностям на юге интрузива в краевых и купольных частях, осложняющих западную часть массива.

Меланограниты и граниты 1 фазы внедрения состоят из грубопертитового щелочного полевого шпата (45%), кварца (33%), плагиоклаза № 0–16 (15%), высокожелезистого ($f = 64 - 96$) низкоглиноземистого биотита (15%), амфибола ряда катафорит-рибекит-озаннит (5-8%), пироксена (салит, титанавгит, эгирин-авгит) (менее 5%). Биотит грани-

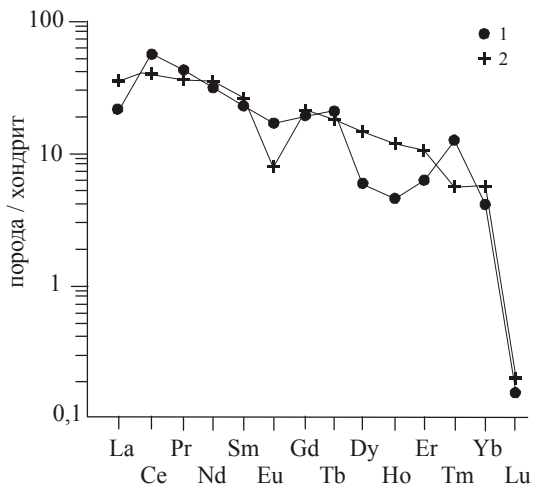


Рис. 1. Спектры распределения РЗЭ в рибекитовых гранитах и лейкогранитах Майорского массива.

1 - рибекитовые граниты 1 фазы, 2 - лейкограниты 2 фазы внедрения. Концентрации РЗЭ нормированы по хондриту [10].

тоидов первой фазы характеризуется повышенной железистостью ($f = 65.1$), невысокой глинозёмистостью ($l = 32.2$), низкими значениями алюминия в октаэдрической координации ($Al_{VI} = 0.18$). Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, флюоритом, ортитом, колумбитом, сфеном, чевкинитом, фергюсонитом, бастнезитом, касситеритом [8]. Структура графическая, микропегматитовая. Породы характеризуются повышенной щелочностью ($Na_2O + K_2O = 7.73 - 8.13$ мас. %), апгаитностью ($K_{AG} = 0.89$), железистостью ($F = 86$), низкой анортитовостью ($c = 0.6$), умеренной глинозёмистостью (коэффициент Шенда = 1,05). Содержание редких элементов высокое (г/т), типичное для анорогенных А-типов гранитов ($Zr = 280 - 269$, $Nb = 24 - 28$, $Y = 37 - 33$, $Sr = 376 - 150$, $Rb = 90 - 130$). Отношение FeO_4 / MgO (6,03-7,34) и низкие концентрации CaO (1,37-0,73 мас. %) также характерны для А-типа гранитов. Отношение Nb / Ta в меланогранитах самое низкое (5,85) из всех пород Майорского массива. Степень дифференцированности РЗЭ невысокая (отношение $La_N / Yb_N = 3,75$). Отмечается заметная позитивная аномалия по церию.

Рибекитовые граниты розовато- и желтовато-серой окраски. В их составе преобладает призматический полевой шпат (50-60%), в значительном количестве (до 30-35%) отмечается кварц. Характерным темноцветным минералом является амфибол, равномерно распределённый в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10% при среднем значении 6-8%. Спорадически отмечаются астрофиллит, эгирин. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0,5-1 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. Пересчёт на структурную формулу химического состава амфибола (табл. 1) показал, что по величине катионной группы ($X = 2, 11 - 2, 15$) он близок к рибекиту (для рибекита $X = 2$, а для арфведсонита $X = 3$). Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI}). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего (табл. 2). Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от $Ab_{45}Or_{55}$ до $Ab_{60}Or_{40}$. При этом в микропертитовых кристаллах отмечается

фибол, равномерно распределённый в породе с редкими гломеропорфировыми скоплениями. Его содержания варьируют от 5 до 10% при среднем значении 6-8%. Спорадически отмечаются астрофиллит, эгирин. Характерна гипидиоморфнозернистая структура, местами переходящая в аллотриоморфнозернистую. Амфибол представлен крупными (до 0,5-1 см) удлинённо-призматическими кристаллами почти чёрного цвета с буровато-синим оттенком. Пересчёт на структурную формулу химического состава амфибола (табл. 1) показал, что по величине катионной группы ($X = 2, 11 - 2, 15$) он близок к рибекиту (для рибекита $X = 2$, а для арфведсонита $X = 3$). Кроме того, близость к рибекиту устанавливается и по отсутствию алюминия в октаэдрической координации (Al_{VI}). Микропертитовый полевой шпат образует в гранитах призматические кристаллы. По химизму полевой шпат характеризуется почти равными количествами натрия и калия при некотором преобладании последнего (табл. 2). Дифрактометрия полевых шпатов позволяет относить их к варьирующему ряду от $Ab_{45}Or_{55}$ до $Ab_{60}Or_{40}$. При этом в микропертитовых кристаллах отмечается

3. Некоторые параметры флюидного режима и структурных позиций параметров биотитов гранитоидов Майорского и Усть-Тултинского массивов

Параметры флюидного режима	Майорский массив		Усть-Тултинский массив	
	Грнаиты 1 фазы	Лейкограниты 2 фазы	Граниты 1 фазы	Лейкограниты 2 фазы
T°C	630	610	600	550
lgfO ₂	-10.1	-10.2	-7.9	-11.1
fH ₂ O	475	500	595	510
pH ₂ O	610	590	620	600
pCO ₂	790	610	980	600
lgfHF/fHCl	-1,2	-0,51	-1,0	0,22
pCO ₂ +pH ₂ O/pH ₂ O	2.29	2.03	2.58	2.0
M _{HF}	0.017	0.012	0.096	0.12
K _{вос}	0,29	0,28	0,18	0,18
Y _b	193,7	193,4	193,8	195,0
f _b	65.1	72.4	67.9	82.0
l _b	32.2	36.7	36.2	41.1
Al _{IV}	1.78	1.75	1.80	1.82
Al _{VI}	0.18	0.46	0.36	0.58

Примечание. T°C – температура кристаллизации в градусах; Lg fO₂ – логарифм фугитивности кислорода; fH₂O – фугитивность воды; pH₂O, pCO₂ – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно; lgfHF/fHCl – отношение фугитивностей плавиковой и соляной кислот во флюидах; pCO₂+pH₂O/pH₂O – отношение суммы парциальных давлений углекислоты и воды к парциальному давлению воды; K_{вос} – коэффициент восстановления флюидов; f_b – железистость биотита; l_b – глинозёмистость биотита; Y_b – условный потенциал ионизации биотита; Al_{IV} – алюминий в тетраэдрической позиции в структуре биотита; Al_{VI} – алюминий в октаэдрической позиции в структуре биотита; M_{HF} – концентрации плавиковой кислоты во флюиде (моль/дм³) по [1].

несколько более высокая доля альбитовой фазы. В качестве аксессуаров в рибекитовых гранитах присутствуют ильменит (до 1600 г/т), пирит, халькопирит, флюорит, монацит, циркон (бурый и бесцветный), эпидот, гранат, сфен, фергюссонит, пироклор. Резкое преобладание ильменита и отсутствие магнетита и гематита в рибекитовых гранитах указывает на более восстановительные условия их кристаллизации. По этому параметру рибекитовые граниты можно отнести к ильменитовой серии по С. Ишихара [15, 16]. Характерной петрохимической особенностью рибекитовых гранитов является незначительное обогащение алюминием, повышенное отношение FeO / MgO (19) и непересыщенность щелочами (петрохимический показатель «с» А.Н. Заварицкого положителен), сумма щелочей составляет 8,11 мас. % при преобладании калия (табл. 2). В рибекитовых гранитах максимальные содержания (г/т) из всех пород массива: циркония – 540, иттрия – 88, лантана - 69, ниобия – 34, галлия – 22,1. Для рибекитовых гранитов установлена наиболее высокая дифференциация РЗЭ (отношение $La_N/Yb_N = 4,45$). В них же и наиболее высокое отношение ниобия к танталу (20,0), что свойственно ювенильным щелочным породам [2]. На диаграмме в спектре распределения РЗЭ наблюдается слабый правосторонний наклон кривой с едва заметной негативной аномалией по европию и позитивной по церию (рис. 1).

В Усть-Тулатинском массиве отсутствуют граниты со щелочными амфиболами и пироксенами (рибекит, эгирин). Петрогеохимические параметры лейкогранитов этого массива контрастно отличаются от таковых Майорского массива (рис. 2, табл. 2-4).

В экзоконтактах рибекитовых гранитов установлены жилородные образования послемагматических рихтерит-эгирин-альбитовых и эгириновых метасоматитов с редкометальной минерализацией. В южном экзоконтакте меланогранитов 1 фазы Майорского массива образовались магнетитовые везувиан-гранат-пироксеновые скарны.

Лейкократовые гранитоиды, относимые ко второй фазе внедрения, как правило, слагают самостоятельные трещинные массивы, реже отдельные неправильной формы тела, куполовидные поднятия среди ранних фаз внедрения. Роговообманково-биотитовые субщелочные лейкограниты с переходом к лейкогранитам и гранитам представляют собой розовые средне-, реже крупнозернистые роговообманково-биотитовые порфириформные породы с гранитовой и микрографической структурами. Характерно обилие миароловых пустот, мечевидный облик биотита. В миароловых пустотах изредка отмечаются флюорит, шеелит, пирит, халькопирит. В сравнении с гранитоидами предыдущей фазы, породы слегка обеднены щелочами и не содержат щелочных амфиболов. В них более высокие содержания калия (табл. 2). Они отличаются минимальными содержаниями кальция, галлия, ниобия, бария, меди и максимальными – лития, бора, олова, цинка. Биотит лейкогранитов характеризуется высокой железистостью (до 72,4) и метаалюминиевым составом (Al_2O_3 до 16,32%). При этом алюминий в октаэдрической координации в структуре биотита имеет высокий

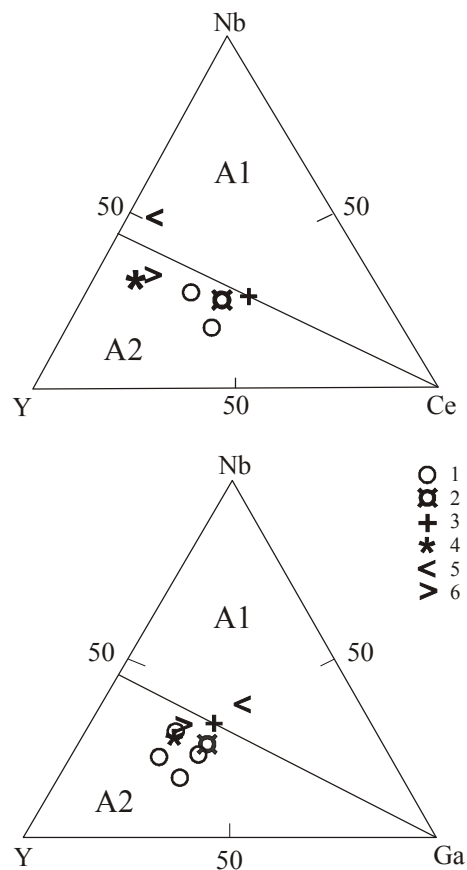


Рис. 2. Диаграммы Y-Nb-Ce и Y-Nb-Ga, по [12], для гранитоидов майорского ареала.

Поля гранитоидов: A₁ – анорогенные гранитоиды мантийных горячих точек и плюмов; A₂ – анорогенные гранитоиды постколлизийных обстановок. Майорский массив: 1 - щелочные рибекитовые граниты 1 фазы, 2 - амфибол-биотитовый гранит 1 фазы, 3 - биотитовый гранит 1 фазы, 4 - лейкограниты 2 фазы; Усть-Тулатинский массив: 5 - лейкограниты; Чалинский массив: 6 - лейкограниты.

4. Отношения элементов и величины тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ

Отношения элементов и тетрадный эффект	Рибекитовые граниты Майорского массива	Лейкограниты Майорского массива	Лейкограниты Усть-Тулатинского массива	Хондриты
Y/No	220	24,1	420	24,6
Eu/Eu*	0,06	0,02	0,12	0,27
Sr/Eu	113,8	242,8	33,4	83,4
La/Lu	29,0	19,6	30,5	9,55
TE _{1,3}	0,42	0,16	1,45	-

Примечание. TE_{1,3} – тетрадный эффект по В. Ирбер [14]. Eu* = (Sm_N+Gd_N)/2.

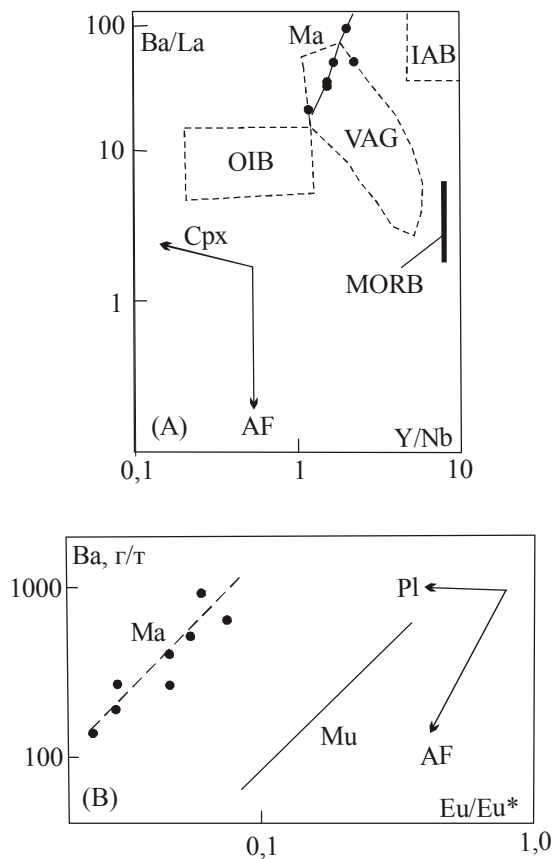


Рис. 3. Тренды фракционирования минералов в расплавах для майорских гранитоидов: (А) - в координатах Ba/La – Y/Nb; (В) – в координатах Ba (г/г) – Eu/Eu*, по [12].

Тренды фракционирования приведены согласно коэффициентам разделения в расплавах, по [13]: Cpx – клинопироксена, AF – щелочного полевого шпата, Pl – плагиоклаза. Поля составов: IAB – островодужные базальты, VAG – гранитоиды вулканических дуг; OIB - базальты океанических островов, MORB - базальты океанического дна. Тренды фракционирования: Mu – анорогенных гранитоидов комплекса Мумбула (Австралия); Ma - гранитоидов Майорского массива.

уровень ($Al_{VI}=0,46$); он отличается более высокой глинозёмистостью ($I=36,7$), чем биотиты первой фазы внедрения. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, магнетитом, цирконом, фергусонитом, редко флюоритом, шеелитом, турмалином, пиритом. Структура гипидиоморфнозернистая, микрографическая. Петрохимическая особенность лейкогранитов заключается в самом низком содержании оксида кальция и более высокое соотношение калия к натрию в группе щелочей. Отношение FeO_4/Mg_0 в лейкогранитах составляет 12 и наряду с другими петрогеохимическими параметрами указывает на принадлежность к анорогенным гранитам А-типа. В лейкогранитах наблюдается наиболее низкая дифференциация РЗЭ (отношение $La_N/Yb_N = 2,7$) среди пород Майорского массива (табл.2). Кривая распределения спектра РЗЭ (рис. 1) имеет слабый правосторонний наклон с резкой негативной аномалией лютеция и несколько меньшей - европия (рис. 1).

Составы некоторых минералов гранитоидов Майорского

и Усть-Тултинского массивов представлен в табл. 1.

Среднедевонский возраст комплекса определен серийной легендой по изотопной датировке (381 ± 4 млн. лет), полученной U/Pb-методом по цирконам [3]. Гранитоиды прорывают покровные, субвулканические и экструзивные фации коргонского комплекса, и в то же время, продукты перемыва плагиогранитов «инского типа» отмечаются в гальке конгломератов из верхней части коргонской свиты [7].

На диаграммах Y – Nb – Ce и Y – Nb – Ga (рис. 2) гранитоиды Майорского массива попадают в поле гранитов A_2 -типа, формирующихся в постколлизийных обстановках по Дж. Эби [12]. В то же время лейкограниты Усть-Тултинского массива относятся на основании соотношений указанных элементов к A_1 -типу, геодинамическая обстановка формирования которых характерна для мантийных горячих точек и плюмтектоники. По составу биотитов все разновидности гранитоидов Майорского массива также отнесены к A_2 -типу [5].

Для пород Майорского и Усть-Тултинского массивов рассчитаны некоторые параметры флюидного режима, отраженные в табл. 3. Температуры кристаллизации пород в массивах были различны. Меньшими значениями отличались граниты и лейкограниты Усть-Тултинского массива. В них значительно выше концентрации плавиковой кислоты во флюидах, что не могло не сказаться на более высокой рудоносности Усть-Тултинского массива. По мере снижения температур кристаллизации пород от ранней фазы кристаллизации к поздней менялась кислотно-основная характеристика флюидов, в заключительных дериватах она была намного кислотней (параметр Y_b), а биотит становился более железистым и глинозёмистым с относительно большей долей алюминия в октаэдрической координации (табл. 3).

Обсуждение результатов и выводы. Гранитоиды Майорского массива на первых этапах становления диагностируются типичными агпайтовыми гранитами со щелочными амфиболами и пироксенами. Рибекитовые граниты с пертитовым щелочным полевым шпатом являются гиперсольвусными моношпатовыми гранитами, а в заключительных фазах, представленных существенно лейкогранитами слабо умеренно-щелочными, не содержат щелочных темноцветных минералов. В ходе эволюции магматизма химизм пород менялся существенно, что, вероятно, связано с процессами фракционирования минералов в глубинном очаге. Для проверки последнего тезиса построены диаграммы, позволяющие наглядно представить ход процесса кристаллизационной дифференциации путём фракционирования (рис. 3). На указанных диаграммах прослеживаются тренды фракционирования минералов при ведущей роли щелочного полевого шпата. При этом характер тренда фракционирования минералов и элементов пород Майорского массива почти параллелен тренду щелочного полевого шпата и тренду фракционирования, отмеченному в аналогичных рибекитовых гранитах комплекса Мумбула (Австралия) позднедевонского возраста [11, 12].

Выше нами отмечено, что в породах Майорского массива отмечен флюорит, а сами породы и минералы содержат повышенные концентрации фтора (табл. 1, 3). Иногда повышенная фтороносность в продвинутых по линии дифференциации лейкогранитах сопровождается тетрадным эффектом фракционирования РЗЭ, как это имеет место

для пород Белокурихинского массива [4]. Данные для расчётов величины тетрадного эффекта для лейкогранитов Майорского и Усть-Тултинского массивов приведены в табл. 2 и 4.

Анализ таблицы 4 показывает, что в гранитоидах Майорского массива проявлен W-тип тетрадного эффекта фракционирования (значения $TE_{1,3}$ меньше 0,9), а в лейкогранитах Усть-Тултинского массива – M- тип тетрадного эффекта (значения $TE_{1,3}$ больше 1,1). Вероятно, W- тип тетрадного эффекта фракционирования РЗЭ в гранитоидах Майорского массива связан с высокой ролью водных флюидов в процессе фракционирования, а при этих же процессах при становлении лейкогранитов Усть-Тултинского массива доминантную роль играли фторидные комплексы.

На основе приведенных данных напрашивается вывод о том, что гранитоиды Усть-Тултинского массива не могут рассматриваться в составе майорского комплекса. Это граниты другого типа, знаменующие своим становлением функционирование глубинных очагов, вызванных процессами плюмтектоники. Они отличаются многими петрогеохимическими параметрами и несут отличный тип оруденения от майорских гранитоидов (существенно молибден-вольфрамовое), в то время как с майорскими гранитами, относящимися к постколлизивной геодинамической обстановке формирования, парагенетически ассоциирует железорудное и редкоземельное оруденение и метасоматиты.

Литература

1. Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология, 2002, т. 10, №6, с. 630-644.
2. Бородин Л.С., Осокин Е.Д., Блюм И.А. О закономерностях распределения ниобия и величине Nb – Та отношения в массивах щелочных пород // Геохимия, 1972, №1, с. 64-75.
3. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Главные рубежи гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 8, с. 1157-1178.
4. Волбенко Е.В., Гусев А.И. Петрология и рудоносность Белокурихинского Плутона // Природные ресурсы Горного Алтая: геология, геофизика, экология, минеральные, водные и лесные ресурсы Алтая. Горно-Алтайск, 2005, № 2, с. 69-74.
5. Гусев Н.И. Гусев А.И. Петрология и рудоносность анорогенных гранитоидов юга Сибири и Монголии // Петрография XXI века. Международное (X Всероссийское) петрографическое совещание. Апатиты, 2005, т. 3, с. 92-94.
6. Нечаева И.В. Щелочно-гранитный магматизм и его формации. Изд-во «Наука», М. 1976, 147 с.
7. Попов В.Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. Ленинград. Недра, 1967, 150 с.
8. Шокальский С.П. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Северо-Западного Алтая / Автореферат диссертации к.г.м.н. Новосибирск, 1990, 19 с.
9. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 2000, 188 с.
10. Anders E., Greevesse N. Abundences of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta, 1989, v. 53, p. 197-214.
11. Eby G.N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos, 1990, v. 26, p. 115-134.
12. Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641-644.
13. Henderson P. Inorganic Geochemistry. Pergamon, Oxford. 1982, 312 p.
14. Irber W. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites // Geochim Cosmochim Acta, 1999, v. 63, № 3/4, p. 489-508.
15. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks // Min. Geol., Tokyo, 1977, v. 27, p. 293-305.
16. Ishihara S. The granitoid series and mineralization // Econom. Geology, 1981, 75- th Anniversary Volume, p. 458-484.